A 2000-es évek első évtizede: a gravimetriai műholdak korszaka[1]

FÖLDVÁRY LÓRÁNT[2]

A gravimetria a gravitációs erőtér mérésére és vizsgálatára irányuló tudományág. A gravimetriai mérés helye alapján megkülönböztetünk terepi, óceáni, légi és űrgravimetriát. Cikkünk témája az űrgravimetria, tehát a műholdak segítségével végzett gravimetria. A gravimetriai műholdak gondolata évtizedek óta foglalkoztatja az elméleti geodéziát. A témában megjelent első tanulmányokat a megvalósítás több évtizedes késéssel követte. Napjainkra azonban egyszerre három ilyen projekt is megvalósulni látszik. Elsőként a német GFZ (GeoForschungZentrum) CHAMP (CHAllenging Mini-satellite Payload) műholdját lőtték fel 2000-ben. Ezt a NASA (National Aeronautics and Space Administration) és a GFZ közös vállalkozása, a GRACE (Gravity Recovery And Climate Experiment) követte (2002), ez után az ESA (European Space Agency) gradiometriai műholdja, a GOCE (Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer) indul majd útjának, előreláthatólag 2006-ban. Milyen eredményekkel szolgálnak ezek a vállalkozások a földtudományok számára? Miért van szükségünk gravimetriai műholdra? És minek rögtön három? Hogyan tovább a vállalkozások lezárultával? Cikkünkben a műholdak általános ismertetése mellett ezekre a kérdésekre próbálunk meg választ keresni.

L. FÖLDVÁRY: The first decade of 2000s: the era of gravity satellites

The scientific sensation of this decade in geodesy is the launch of gravity satellites. Three missions have been and/or are planned to be launched. These are the CHAMP (CHAllenging Mini-satellite Payload), a High-Low SST (Satellite-to-satellite) mission, which has been launched in 2000, the GRACE (Gravity Recovery And Climate Experiment), a Low-Low SST pair satellite, which has been launched in 2002, and finally the GOCE (Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer) gradiometry satellite will be launched in 2006. What results are provided by these satellites for the geoscience? What further improvements can be expected? What can be a follow-on of these missions? What should space gravimetry focus on after them? An introduction of the three missions, their prospective results and their effect on geodesy are discussed in this paper.

1. Űrgravimetria — A múlt

A gravimetriai műholdak alapötlete egyszerű. Egy tömeggel rendelkező test, a műhold, bizonyos ésszerűen választott kezdeti pályaparaméterek mellett a Föld tömegvonzási (gravitációs) erőterében szabadon engedve, tehetetlenségének következtében kering a Föld körül. Mozgásával mintegy feltérképezi az erőteret a saját pályája mentén. Geometriai mérésekkel a mozgás görbéjét, a műhold pályáját tudjuk észlelni. A görbéből az ezt kialakító erőteret szeretnénk meghatározni. Ez a geodézia ún. inverz feladata, amelynek egyértelmű megoldása nincs. Több évtized elméleti munkái során azonban több, optimalizáláson alapuló megoldás született.

A gravimetriai műholdak gyökerei az ötvenes évekig vezethetők vissza. A Föld lapultságát először 1958-ban határozták meg a Szputnyik műhold pályájából, de a legnagyobb áttörést az 1976-ban pályára állított LAGEOS I és az 1992-ben fellőtt LAGEOS II műholdak jelentették. A LAGEOS műholdak méréseiből a statikus erőtéren túl már annak időszakos (szezonális) változásainak meghatározására is tettek kísérletet. Megjegyzendő azonban, hogy ezen műholdak segítségével az időszakos változásoknak csak durva meghatározására volt mód, valójában a földi lapultság legnagyobb változásaira szorítkoztak.

2. Űrgravimetria — Technikai vívmányok

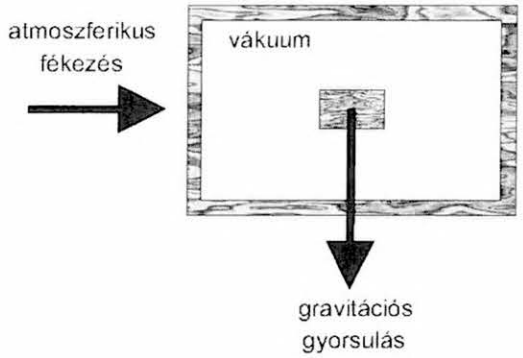
Jelentős előrelépést az űrgravimetria számára a GPS-rendszer hozott. A hagyományos, földi követő rendszerekkel végzett pályameghatározás esetén ugyanis a pályának csak egy-egy állomásról belátható (rövidebb) szakaszai határozhatók meg. Ezt napjainkban felváltotta a GPS-es műholdkövetés, amivel a teljes pálya folyamatos követése biztosított. A pálya folyamatos ismerete több szempontból is hasznos: egyrészről nyilvánvalóan jelentősen megsokszorozódik a felhasználható mérések mennyisége, másrészről közvetetten elősegíti a feldolgozás több lépését is, ugyanis sok eljárásnak kedvez a pályaadatok folytonos volta (és itt most a folytonosságon van a hangsúly). Példának okáért ha a műholdra felírjuk az energiamegmaradás törvényét, hogy a tömegvonzási (gravitációs) erőteret meghatározhassuk, a nem-konzervatív erők (mint pl. a légkör fékező hatása — az atmoszferikus fékezés, a Nap sugárnyomása stb.) figyelembevételéhez nélkülözhetetlen a folytonos pályaismeret [GERLACH et al. 2003].

Valamely műholdat érő erőhatások közül a tömegvonzási (gravitációs) erő mellett a légköri fékezőerő a legjelentősebb. Ezt és egyéb nem-gravitációs eredetű erőket gyorsulásmérő segítségével lehet meghatározni. A gyorsulásmérő, alapelvét tekintve egy, a műhold tömegközéppontjába, légritkított térbe (vákuumba) helyezett test. Ez a test ugyanannak a gravitációs gyorsulásnak a hatása alatt áll, mint a műhold, de mozgását nem befolyásolják a műhold felszínén ható nem-konzervatív erők, mivel a műhold teste leárnyékolja ezeket. Így a test műholdhoz képesti mozgásából a leárnyékolt gyorsulásokat meg lehet határozni. A

[1] Beérkezett: 2005. március 17-én

[2] MTA-BME Fizikai Geodéziai és Geodinamikai Kutatócsoport. Budapesti Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem Általános- és Felsőgeodézia Tanszék, H-1111 Budapest, Műegyetem rkp. 3. E-mail: fl@sci.fgt.bme.hu; foeldvary@bv.tum.de

gyakorlatban a gyorsulásmérő vákuumterében lebegő testet elektrosztatikusan — kondenzátorokkal — a tömegközéppontban tartják, és folyamatosan mérik a kondenzátorok kapacitását. Az elv megfelel annak, amit a feed-back rendszerekkel ellátott graviméteknél alkalmaznak, ahol a mérőtömeget ellentétes előjelű kondenzátorlemezek közé helyezik, a kondenzátor lemezeire és a tömegre ellentétes előjelű feszültséget adnak, és egy visszacsatoló áramkört alakítanak ki. A gyorsulásváltozások hatására a tömeg valamelyik irányba kimozdulna, ezt azonban a mozgással ellentétes oldali lemezen egy visszahúzó feszültséggel kompenzálják. Ezt a visszahúzó feszültséget mérve a gyorsulásváltozás meghatározható. A legkorszerűbb gravimetriai műholdon használatos gyorsulásmérők zaja jelenleg 10^{-12} m/s^2/$\sqrt{\text{Hz}}$ az érdemi mérésekre használt sávszélességen belül [THOMAS 1999; RUMMEL 2002]. A nem-gravitációs eredetű gyorsulások mérhetősége lehetővé teszi, hogy az alacsony pályájú műholdakat gravimetriára használjuk.



1. ábra. A gyorsulásmérő elvi felépítése. A műholdat érő légköri (atmoszferikus) fékezés a műhold tömegközéppontjába helyezett, de a műholdtól vákuummal függetlenített testre nem hat. Ellenben mindkét testen ugyanakkora a gravitációs gyorsulás, mivel közös a tömegközéppontjuk

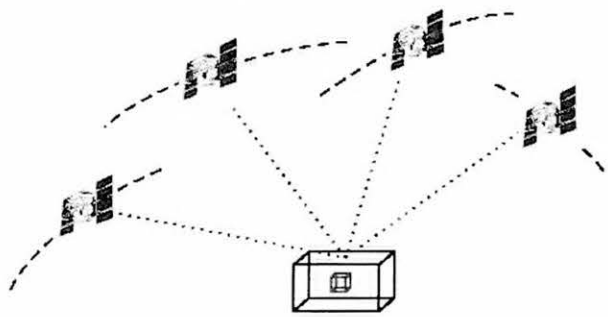
Fig. 1. The concept of the accelerometer: a body in vacuum inside the satellite is "shielded" from the effect of surface forces (i.e. atmospheric drag effect, solar pressure), so its move is governed by purely gravitational forces. By keeping the body in the centre of mass of the satellite, the gravitational acceleration moving the body and the satellite are identical, so the difference of their move is the effect of non-gravitational accelerations

A fent említett technikák (úm. a folyamatos műholdkövetés GPS-szel, és a gyorsulásmérő) segítségével elméletben már régóta ismert lehetőségek váltak megvalósíthatóvá. Ilyen a műhold-műhold követés vagy SST (Satellite-to-Satellite Tracking) eljárás, amely során két, egymástól közel állandó távolságra lévő műhold között távolságkülönbségeket mérünk. A két műhold geometriai helyzete alapján kétfajta elrendezést különböztetünk meg: az alacsony-alacsony (low-low) SST, amikor mindkét műhold alacsony pályán kering, és a magas-alacsony (high-low) SST, ami értelemszerűen egy magas és egy alacsony pályájú műholdelrendezést takar. Az alacsony pályamagasságú műholdakat a szakzsargon LEO-nak (Low Earth Orbiter) nevezi; az SST alacsony műholdjai minden esetben LEO-k.

A két látszólag hasonló SST megoldás jelentős elméleti különbségeket takar [JEKELI, RAPP 1980]. A két mesterséges hold alacsony-alacsony SST elrendezésében közel azonos magasságon halad, amivel egy közel állandó magassághoz tartozó szintfelületet (potenciálfelületet) térképez fel. Nem így a magas-alacsony SST műholdjai, melyek az erőtér potenciáljának sugárirányú változásaira érzékenyebbek (vö. a GPS-műholdak 20 ezer km-es repülési magasságát a LEO-k pár száz km-es magasságával). Mindkét esetben a két műhold közül az egyik kiemelt, elsődleges (primer) szerepű. Alacsony-alacsony SST esetén ez tetszőleges lehet, magas-alacsony SST esetén pedig mindig az alacsony pályán lévő műhold az. A felbontóképesség mindig a primer műholdpálya magasságának a függvénye. Magas-alacsony SST esetén a magas pályájú műhold szerepét a GPS-műholdak is betölthetik, a primer műhold folyamatos pályameghatározását biztosítandó. Alacsony-alacsony SST esetén a két alacsony mesterséges holdon kívül a GPS-műholdakra magas-alacsony SST méréseket végezve a pályameghatározás biztosítható. Az alacsony-alacsony SST elrendezés szempontjából a két mesterséges hold közötti távolságméréseknek van elsődleges fontossága, így annak pontossága messze túl kell szárnyalja a másodlagos (szekunder) szerepű GPS magas-alacsony SST pontosságát.

3. A megvalósítás

Három projektről szóltunk. Elsőként a CHAMP műhold indult útjára 2000. július 15-én [REIGBER et al. 1999]. Ez egy magas-alacsony SST elrendezésű műhold, ahol a magas műhold szerepét a GPS-műholdak töltik be. A megoldás alapelvét a *2. ábrán* szemléltetjük. Kezdetben a CHAMP 450 km magasságon keringett, ezt a projekt végéig fokozatosan csökkentve a műhold 250 km-en fogja befejezni működését. A kör alakú pálya közel poláris, pályahajlása 87,27°. Egy fordulatot 94 perc alatt tesz meg (az adatok az internetről, a NASA honlapjáról elérhetők: http://ilrs.gsfc.nasa.gov/champ.html). A tervek szerint a műhold 5 évig lesz pályán.

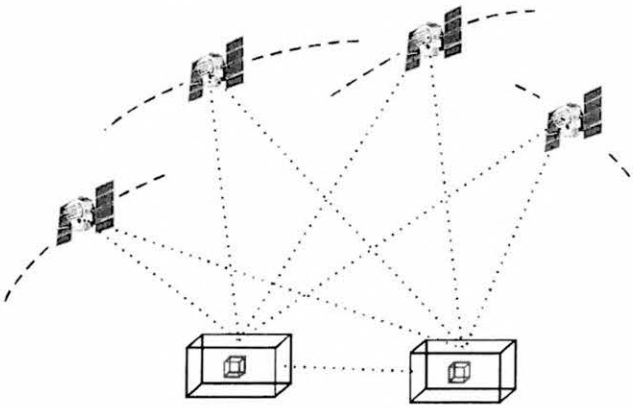


2. ábra. A CHAMP alapelve: GPS-műholdakra végzett magas-alacsony SST-ből, valamint a műhold belsejében, vákuumban csak gravitációs erő hatása alatt álló test mozgásából a gravitációs erő meghatározható

Fig. 2. The concept of CHAMP: high-low SST to GPS satellites, and accelerometry in the centre of mass of the satellite

Másodikként a GRACE került pályára 2002. március 17-én. A GRACE misszió két műholdat takar alacsony-alacsony SST elrendezésben. [JEKELI 1999]. Ezt az elrendezést a *3. ábra* mutatja. A két, mintegy 485 km magasságban keringő műhold egymást 220 ± 50 km távolságban követve közel ugyanazt a pályát járja be. A pálya magasságát 5 év alatt 300 km-re csökkentik. A GRACE műholdak

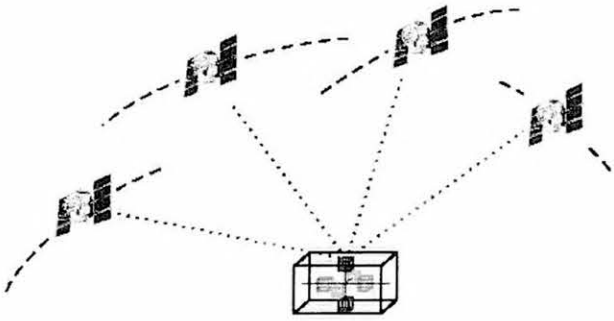
kör alakú, közel poláris, 89° névleges hajlású pályán keringenek. A két műhold úgy halad, hogy pontosan ugyanazon földrajzi hely fölé az öt éves program során nem jut vissza (lásd http://ilrs.gsfc.nasa.gov/grace.html).



3. ábra. A GRACE alapelve: két műhold közel azonos pályán, CHAMP-hez hasonló kialakításban (GPS-műholdakra végzett magas-alacsony STT + gyorsulásmérés) a két műhold között folyamatos távolságméréssel (alacsony-alacsony SST) kiegészítve

Fig. 3. The concept of GRACE: low-low SST between two satellites, high-low SST to GPS satellites, and accelerometry in both GRACE satellites

Harmadikként a GOCE indul útjára, várhatóan 2006-ban. A GOCE elsődleges feladata a műholdas gradiometria (gyakran SGG-ként említik, ez a Satellite Gravity Gradiometry-t takarja), amit GPS-műholdakra végzett magas-alacsony SST mérésekkel egészítenek ki [VISSER et al. 2002]. Műholdas gradiometriával a földi tömegvonzási erőtér potenciáljának második deriváltjait mérjük. A gradiométeres meghatározás azon alapul, hogy a Föld körül keringő műholdnak csak a tömegközéppontja esik szabadon, tehát a műholdnak két külpontosan elhelyezett pontján gyorsulásokat mérve a két pont közti vektor irányába eső gyorsuláskülönbségek meghatározhatók. Méréstechnikailag három, egymásra merőleges irányban két-két gyorsulásmérőt helyeznek el a műholdon (*4. ábra*), ezzel az Eötvös-tenzor minden eleme mérhető lesz.



4. ábra. A GOCE alapelve: CHAMP-hez hasonló kialakítású LEO (GPS-műholdakra végzett magas-alacsony SST + gyorsulásmérés), ahol a műhold belsejében hat darab, a tér három merőleges irányába, a tömegközépponttól azonos távolságra elhelyezett gyorsulásmérővel a gravitációs erőtér egymásra merőleges irányú gradienseit mérjük (gradiometria, avagy SGG)

Fig. 4. The concept of GOCE: gradiometry (SGG) inside the satellite, and high-low SST to GPS satellites

A GOCE pályaadatai még nincsenek véglegesen rögzítve, egy-két paraméter azonban már kötött a gradiometria kapcsán. Az előzetes vizsgálatok azt mutatják ugyanis, hogy a gradiometria főként a közép és a rövid hullámhosszokon működik hasznosan, míg a hosszúhullámú tagokat csak kisebb pontossággal tudná észlelni[1]. A közepes és a rövid hullámhosszúságú részletek viszont annyira aprók, hogy nagy magasságokról a hatásuk már nem érzékelhető, ezért a GOCE esetén elkerülhetetlen a nagyon alacsony pálya (200–250 km). Ezt viszont csak rövid időtartamig (6–9 hónap) lehet biztosítani [pl. TSCHERNING et al. 2001]. A nagyon alacsony pályamagasság miatt a légkör mintegy „dobálni" fogja a műholdat. Ezért gyakori SST mérésekre van szükség a pálya pontos követéséhez. Előreláthatólag másodpercenkénti pályaadatok lesznek a nyers GPS-mérésekből számíthatók. (Ez a GRACE, illetve a CHAMP esetén 10 másodperc.)

4. A gravimetriai műholdak célja és feladata

Miért van szükségünk űrgravimetriára? A geodézia feladata a Föld geometriájának (méretének és alakjának) meghatározása mellett a Föld külső nehézségi erőterének minél részletesebb leírása is. Ez utóbbi feladatot a geodézia — a földfelszínen mért egyes (diszkrét) nehézségi értékek mellett — az erőtér teljes térbeli (globális) eloszlását leíró potenciálfüggvény (gömbfüggvénysorának, az ún. geopotenciál vagy gravitációs modellnek) számszerű meghatározásával, valamint az erőtér kiválasztott (a közepes tengerszintek magasságában fekvő) szintfelületének, a geoidnak a megszerkesztésével oldja meg. Erre a célra a leghatékonyabb eszközünk az űrgravimetria. A műholdak pályáikkal a Föld teljes felszínét le tudják fedni, ami terepi, óceáni vagy légi gravimetriával nem biztosítható. Segítségükkel a gyakorlati geodézia számára megközelíthetetlen területekről (Antarktisz, Grönland, Szibéria, Amazonas vidéke) is lehet információt nyerni.

Mégsem szabad a terepi mérések jelentőségét sem elhanyagolnunk. A tisztán műholdas mérések nem tudják pótolni a terepi mérések jó felbontását. Az űrgravimetria csak nagyobb foltokban tud gondolkodni, a műhold pályamagassága miatt csak nagyobb méretarányú vonásokra érzékeny. Másrészről az űrgravimetria eredményei pontosságának megítélésére az egyetlen támpontot a terepi mérések jelentik, az űrgravimetriai geopotenciál-modellek hitelesítése ismert nehézségi értékű terepi pontokkal történhet. A két eljárás előnyeit érdemes ötvözni; a műholdas és a terepi mérések együttes (kombinált) feldolgozásával érhető el a kívánt legjobb eredmény.

Kinek és miért van szüksége a földi nehézségi erőtér szerkezetének megismerésére és a geoidra? A Föld körüli nehézségi erőtér minél részletesebb meghatározása iránti igény még soha nem volt ennyire nagy a gyakorlat részéről, mint napjaikban. Különböző célú (pl. Távközlési, meteorológiai, geodéziai stb.) mesterséges holdak (ma már) ezreinek, a Naprendszert kutató űrszondák és más űreszközök felbocsátása és irányítása elképzelhetet-

[1] A szemlélet végett egy durva (és rugalmasan kezelhető) definíció: rövid hullámhosszon a 0–500 km-es, közép hullámhosszon az 500–2000 km-es, és hosszú hullámhosszon az ettől nagyobb kiterjedésű jelenségeket értjük.

len a mozgásukat megszabó erőtér részletes ismerete nélkül. E nélkül nem tudnánk az egész Földet beborító *egységes geodéziai alapponthálózatokat* létrehozni, és a földfelszínt ábrázoló térképeinket egységes rendszerbe foglalni.

A *geoid meghatározása*, eme fizikai felület pontos ismerete közvetlen geodéziai alkalmazással is bír. Ugyanis a nehézségi erőtérnek a közepes tengerszintek magasságában kijelölt szintfelülete, a geoid, magasságméréseink alapfelülete. A geoid alakjának az ellipszoidhoz viszonyított meghatározása nélkülözhetetlen akkor, amikor a GPS-mérésekből kapott ellipszoid feletti magasságból a napi gyakorlatban használt tengerszint (vagy geoid) feletti magasságot akarunk kiszámítani. Így a geoidmeghatározás jelentősége az űrtechnika (pl. a GPS) korában jelentősen „felértékelődött". Ezek mellett a geoidnak mint a nehézségi erőtér egyik szintfelületének alakja szemléletesen mutatja az erőtér eloszlását, és érzékelteti a Föld belső tömegeloszlásának szabálytalanságait.

Az erőtér meghatározása részét képezi a Föld fizikája megismerésének. Segítségével kontinens méretű területek geofizikáját lehet leírni, elemezni. A magassági és a vízszintes hálózatokkal a terület geometriája követhető, míg a gravimetriai adatok a tömegeloszlást, ennek időbeni változásai pedig a tömegátrendeződéseket mutatják. Egész földi (globális) hálózatok nélkül nem lenne információnk a *lemeztektonikáról*, országnyi területek emelkedéséről, illetve süllyedéséről, így például az *utolsó jégkorszak utáni újrarendeződésről* sem, amely jelenségek az elméleti „érdekességen" túl gyakorlati jelentősséggel is bírnak.

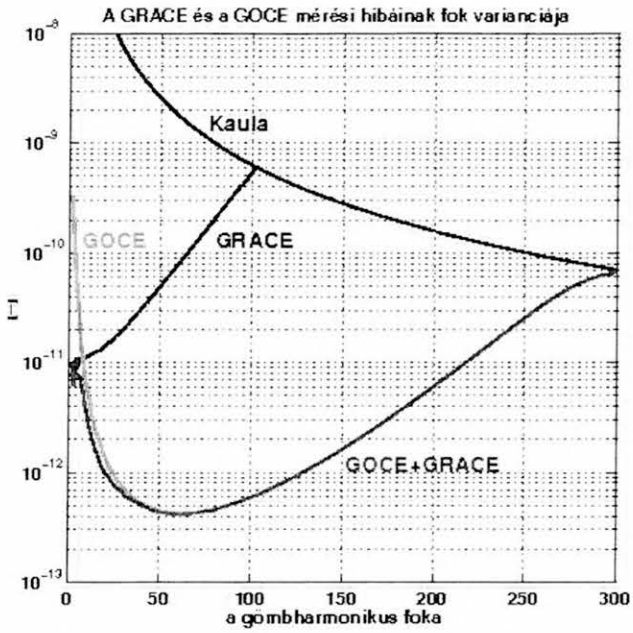
Az erőtér évszakos megváltozásai szárazföldi területeken főként a *hidrológiai folyamatokat* tükrözik. A víz körforgásában részt vevő valamennyi összetevő (csapadék, talajvíz, párolgás, elszivárgás, lefolyások) megváltozása tömegátrendeződéssel jár.

A legnagyobb igény az erőtér megismerésére leginkább az *oceanográfia* részéről van. Az oceanográfiai folyamatok tömegátrendeződések és hőáramok (hőtranszportok) okozói, így a gravitációs erőtér megváltozásai részben alkalmasak *óceáni áramlatok* és a *tengerfenéknyomás* változásainak elemzésére is. Az oceanográfia számára aktuális probléma a *sarki jégsapkák olvadása* mértékének meghatározása. Az olvadó jég egyrészről az óceánok vízszintjének az emelkedésével jár. Másrészről az olvadó jég édesvize hígítja a tengervíz sótartalmát. Ezen események következményei globális változásokban érzékelhetők. Így például az Európában jelenleg végbemenő *éghajlatváltozások* gyökere a Golf-áramlat, illetve az Északatlanti áramlás sós vízének felhígulása, ami gyakorlatilag az áramlat megszűnését eredményezheti, és ez Európa, ill. Észak-Amerika éghajlatának drasztikus lehűlését vonhatja maga után.

Minek egyszerre rögtön három gravimetriai műhold, miért nem elég a leghatékonyabb egyetlen megoldás? Erre a válasz az, hogy nincs leghatékonyabb kialakítás. A történet úgy kezdődött, hogy a GFZ hozzákezdett a CHAMP tervezéséhez, aminek a feladata eredetileg a mágneses tér észlelése volt. A projekthez aztán hozzákapcsolták a gravitációs erőtér meghatározására irányuló projektet is, igazából a költségek optimalizálása végett. A gravitációs tér észlelése céljából „csak" gyorsulásmérőt és nagy pontosságú GPS-antennákat kellett a fedélzetre helyezni (a mágneses tér meghatározásához elég lett volna kevésbé pontos GPS-vevő). Tehát az első gravimetriai célú műhold relatíve kis költséggel született.

A CHAMP megtervezése hullámot indított el maga után. A két nagy cég, a NASA, illetve az ESA nem akart lemaradni, ezért mindkét helyen a CHAMP-nél drágább, de hatékonyabb megoldást fejlesztettek ki. A tervek úgy készültek, hogy a műholdak ne konkuráljanak egymással, hanem inkább kiegészítsék egymást. A GOCE lelke a gradiométer, ami a műhold tömegközéppontjától merőleges irányokban, mintegy félméternyire elhelyezett gyorsulásmérőket jelent. Pongyolán fogalmazva a mérés felbontóképességét a műszer karjainak a távolsága határozza meg (ami aztán a feldolgozás során az elkerülhetetlen lefelé folytatás miatt romlik). A GOCE ezekkel a mintegy fél méteres távolságokkal az erőtér rövid és közepes hullámhosszú részleteinek mérésére alkalmas. A GRACE-t — amikor is egy műhold követ jó 200 km-rel lemaradva, közel azonos pályán egy másikat (alacsony-alacsony SST) — úgy is lehet értelmezni, mint egy egytengelyű óriás gradiométer, jó 200 km-es karral. Ezzel az erőtérnek a hosszú hullámhosszú részleteit lehet jól érzékelni. Ésszerűnek tűnhet a két műhold előnyeinek ötvözése. Ezt szemlélteti az *5. ábra*, amelyen egy szimulált GRACE és egy szimulált GOCE várható mérési hibái láthatók, a gömbfüggvény-együttható fokszámának (lényegében a felbontóképességnek a) függvényeként. Ez az úgy nevezett „hiba fok variancia"[1]. Az ábra tartalmaz továbbá egy kombinált megoldást (GOCE+GRACE) is, valamint a gömbfüggvény-együtthatók fokonkénti becsült nagyságát, amit KAULA professzor nevével fémjelzett szabállyal határoztunk meg. Ez gyakorlatilag a földi erőtér „jel fok varianciája". Ott, ahol a műhold hibái elérik a jel nagyságát, az észlelés értelmetlenné válik, ezért a Kaula-görbe fölött a GRACE hibákat nem jelöltük. Az ábra mutatja, hogy a hosszú hullámhosszakon (2-től mintegy 7 fokig) a GRACE a jobb, míg a közepes és rövid hullámhosszakon (7–8 fok felett) a GOCE a pontosabb. A két eljárás kombinációjából (GOCE+GRACE) egy minden frekvencián kiváló geopotenciál (gravitációs) modellhez juthatunk, egészen 220–230 fokig a jelnél legalább egy nagyságrenddel kisebb hibákat szolgáltatva.

[1] A különböző fokszámú együtthatók az erőtér különböző méretarányú formáit jellemzik. Az alacsony fokszámú együtthatók a durvább (hosszú hullámhosszú) vonásokat írják le, míg a magasabb fokszámúak a kisebb (rövid hullámhosszú) részleteket tükrözik. Az erőtér különböző hullámhosszú komponenseinek nagyságát az ún. „jel fok variancia" (Signal Degree Variance) függvénynyel szokták jellemezni: $\sigma_l^2 = \sum_{m=0}^{l} (\overline{C}_{l,m}^2 + \overline{S}_{l,m}^2)$, ahol $\overline{C}_{l,m}$ és $\overline{S}_{l,m}$ a gravitációs erőtér gömbfüggvénysorának együtthatói. Az együtthatók megbízhatóságát varianciájukkal becsülik. A fokonként becsült megbízhatóságot „hiba fok varianciának" (Error Degree Variance) nevezik: $\sigma_l^2 = \sum_{m=0}^{l} (\Delta\overline{C}_{l,m}^2 + \Delta\overline{S}_{l,m}^2)$, ahol $\Delta\overline{C}_{l,m}$ és $\Delta\overline{S}_{l,m}$ a gravitációs erőtér gömbfüggvény együtthatóinak becsült hibái.



5. ábra. Modellezett GRACE és GOCE mérési hibahatárok a gömbfüggvény-együtthatók fokának függvényeként, illetve a két (kvázi három) műhold közös kiegyenlítéséből várható pontosság (GOCE+GRACE)

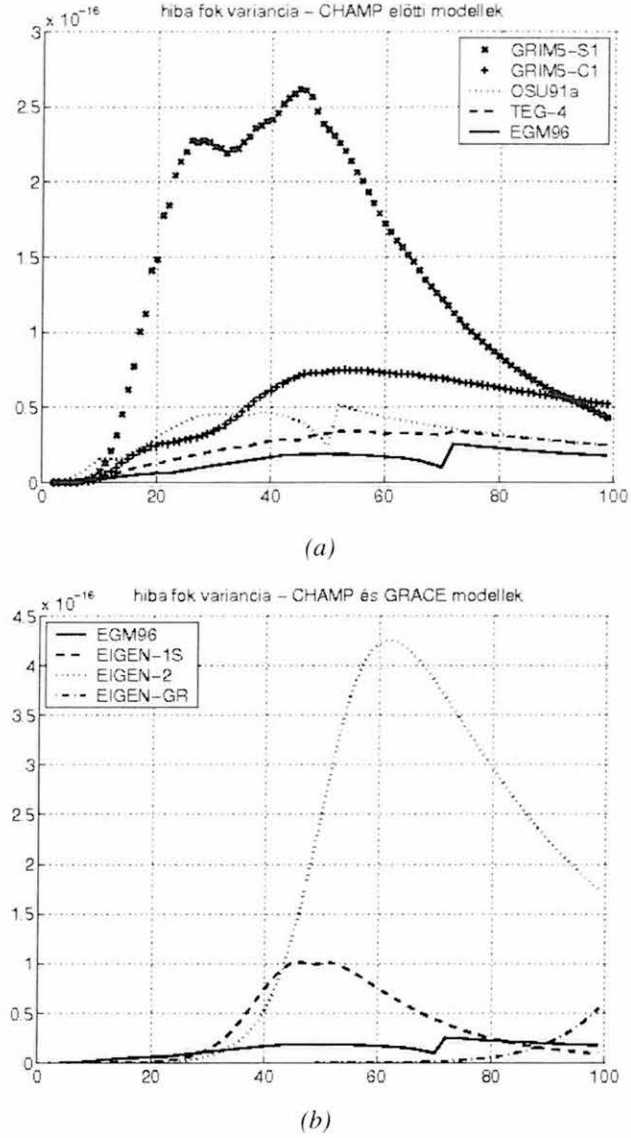
Fig. 5. Error degree variance of a simulated GRACE, GOCE, and combined GRACE and GOCE (GOCE+GRACE) gravity recovery

5. A gravimetriai műholdak eddigi eredményei

A nehézségi erőtér leírására használt gömbfüggvénysor együtthatóinak sorozatát, a geopotenciál-modellt különböző intézmények — számos különböző megoldás eredményeként — már a gravimetriai műholdak megjelenése előtt is számították. Nevezzük ezeket CHAMP előtti modelleknek. Egyes változatok tisztán a műholdas technikákra támaszkodtak, míg mások, az ún. kombinált megoldások, földfelszíni és légi gravimetriai mérések eredményeit is bevonták a feldolgozásba. Ez utóbbiaknak egyik legjobbnak tartott megoldása az EGM96 jelű geopotenciál-modell. Ebben a gömbfüggvénysor alacsonyabb és közepes fokszámú (hosszú hullámhosszúságú) együtthatóit a műhold észlelései, míg a magas fokszámú (rövid hullámhosszúságú) együtthatóit a terepi gravimetriai mérési eredmények határozzák meg döntő módon.

Jelenleg két gravimetriai műhold van pályán 4, illetve 2 éve. A következő ábrákon bemutatjuk, hogy ezek menynyiben járultak hozzá a geopotenciál- (gravitációs) modellek (együtthatóik) megbízhatóságának növeléséhez. A modellek pontosságát az alábbi ábrákon ismertetjük.

Az *6. ábra* felső része *(a)* néhány CHAMP előtti modell (GRIM5-S1, GRIM5-C1, OSU91a, TEG-4 és az EGM96), míg az alsó ábra *(b)* a CHAMP méréseinek feldolgozásából nyert EIGEN-1S és EIGEN-2, valamint a GRACE észlelésekből számított EIGEN-GR jelű modellek együtthatóinak jel fok varianciáit mutatja. A (b) ábrán a CHAMP előtti legjobb modell, az EGM96 fok varianciáit is feltüntettük. Az ábrán látható, hogy a közepes hullámhosszokon az EGM96 jobb eredményt nyújt a CHAMP modelleknél, de a GRACE modellel már nem tud lépést tartani.



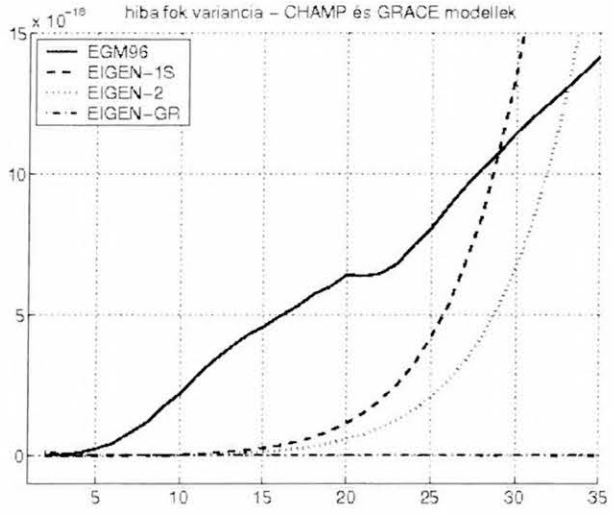
6. ábra. A geopotenciál- (gravitációs) modellek becsült varianciái, a gömbfüggvény fokszámának függvényében. *(a)* CHAMP előtti modellek *(b)* CHAMP és GRACE modellek + EGM96

Fig. 6. Error degree variances of *(a)* pre-CHAMP gravity models; *(b)* CHAMP, GRACE and the best pre-CHAMP (EGM96) gravity models

A következő ábrákon a 6. (b) ábrából kinagyítunk egy-egy részletet. A *7. ábra* tanúsága szerint a CHAMP modellek 29, illetve 33 fokig pontosabbak az EGM96-nál. Ez körülbelül 700 km-es, ill. 600 km-es felbontásnak felel meg. Tehát az ennél nagyobb léptékű tömegeloszlásokat a CHAMP-ről pontosabban lehet észlelni, mint az eddig ismert legjobb kombinált gravitációs modell.

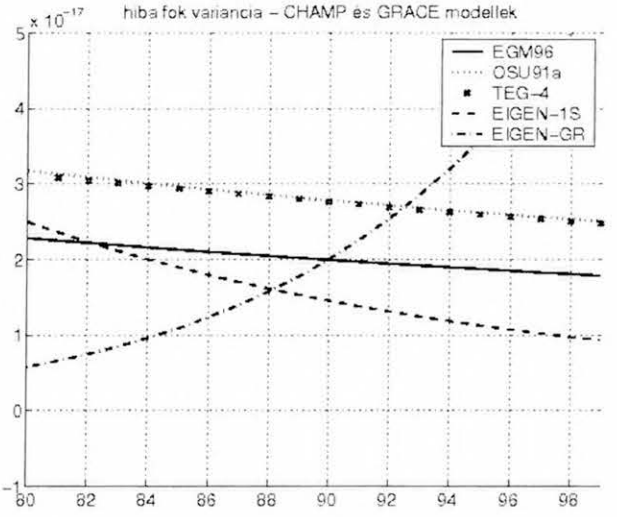
A *8. ábrán* azt a tartományt mutatjuk, ahol az EGM96 modell és GRACE modell pontossággörbéi metszik egymást. Emlékeztetünk, hogy az EGM96 modell számításakor terepi adatokat is felhasználtak, így az, elvileg, sokkal jobban tükrözi a kis méretarányú hatásokat. Ezek a hatások 90 fok feletti tartományba esnek, ami mintegy 250 kilométeres és annál kisebb felbontásnak felel meg. Minden tömeghatás, amely 250 km-nél nagyobb területen jelentkezik, a műholdas eljárással pontosabban meghatározható, mint a kombinált modellből. (Ne felejtsük el, hogy a kombinált

modell évtizedek ismereteit tartalmazza, míg az első GRACE modell 1 műhold fél év alatt összegyűjtött mérésein alapul.) Mint az ábrán látható, az EIGEN-1S CHAMP modell tűnik a legjobbnak. Ez félrevezető, ugyanis az EIGEN-1S modell 60–70 fok feletti tartományán a kiegyenlítést „regularizálták". Ez azt jelenti, hogy a rövidebb hullámhosszakon korábbi ismereteket is bevontak a kiegyenlítésbe, ezért itt az EIGEN-1S modell kombinált modellként kezelendő. A GRACE modell, ezzel szemben, nem regularizált, tehát pusztán egyetlen műhold eredményeit tükrözi.



7. ábra. A 6. (b) ábra részlete a hosszú és közepes hullámhosszak hibáiról

Fig. 7. A zoom into the long- and middle-wavelength part of Fig. 6. (b)

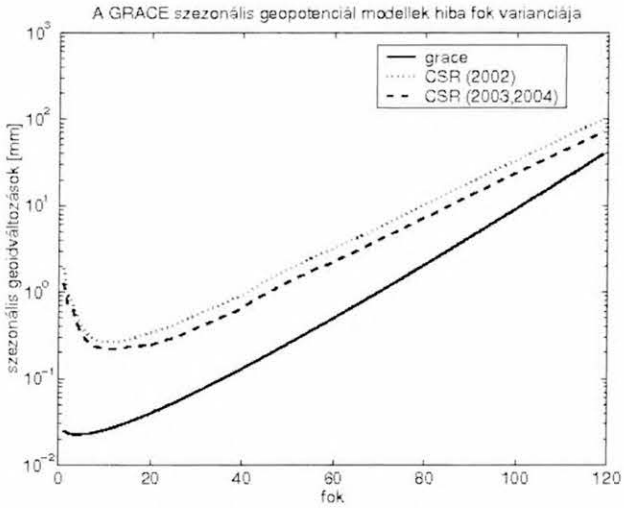


8. ábra. A 6. (b) ábra részlete a rövid hullámhosszak hibáiról

Fig. 8. A zoom into the short-wavelength part of Fig. 6. (b)

6. A folytatás

Az ismertetett három gravitációs műhold pályafutásának végével a történetnek koránt sem lesz vége. Komoly igény van a pontosság további növelésére. Bár a különböző időszakokra számított GRACE modellekből már időszakos (szezonális) változások szépen kimutathatók, a GRACE még így is egy nagyságrenddel elmaradt a tervezett pontosságától. A *9. ábrán* az *a priori* modellezett GRACE mérési hibát [FÖLDVÁRY, FUKUDA 2002] az *a posteriori* eredménnyel, a GRACE mérésekből számított szezonális modellek becsült hibáival, azaz a CSR havi geopotenciálmodelljeinek szórásaival [TAPLEY et al. 2004] vetjük össze. Megjegyzendő, hogy a CSR (Center for Space Research, University of Texas, Austin) által kibocsátott geopotenciálmodellek 2003 után nagyobb megbízhatóságúak, mint 2003 előtt, aminek az oka a számítás során felhasznált modellek (óceánmodell és atmoszféramodell) pontossági különbségeiben rejlik. A 9. ábra a gömbfüggvény-együtthatók fokszámának függvényében mutatja a GRACE meghatározási megbízhatóságot, azzal az apró eltéréssel, hogy ebben az esetben a gömbfüggvény-együtthatók helyett azt a különböző hullámhosszúságú geoid-összetevőkkel szemlélteti [vö. WAHR et al. 2004]. Tehát itt a „hiba fok varianciát" nem gömbfüggvény együtthatók hibáival jellemeztük, hanem a geoid hibáival[1].



9. ábra. A GRACE tervezett időszakos (szezonális) pontossága és a CSR szezonális geopotenciál-modellek becsült szórásai a fokszám függvényeként. Az ábra tanúsága szerint a GRACE pontossága jó egy nagyságrenddel elmarad a tervezettől

Fig. 9. Error degree variance of CSR seasonal gravity models and the GRACE baseline accuracy (preliminary simulation)

A jövőben az érdeklődés várhatóan még inkább az időbeni változásokra fog terelődni. A GRACE az időszakos változásokra érzékeny (mivel havonta tud nagy megbízhatóságú geopotenciál- (gravitációs) modelleket szolgáltatni). Ám igény van a *rövidebb frekvenciájú változások* mérésére is (szubszezonális, napi, félnapi). Ehhez egy gyorsabb műholddal kellene hamarabb végigpásztázni a Földet — kérdés, hogy ez mennyiben kivitelezhető.

A másik igény a *vízszintes felbontóképesség fokozása.* A mostani pár száz kilométerről ez alacsony-alacsony SST

[1] A geoid jellegű „hiba fok varianca" becslése egy konstans ellipszoidi fél-nagytengellyel (a) való szorzással nyerhető: $\sigma(N)_l = a\sigma_l$. Tehát: $\sigma(N)_l^2 = a^2 \sum_{m=0}^{l} (\Delta\overline{C}_{l,m}^2 + \Delta\overline{S}_{l,m}^2)$.

esetén részben a két műhold távolságának csökkentésével érhető el. Ennek szélsőséges megoldása a gradiometria, ahol a két próbatest között már csak fél méter a távolság — így ebbe az irányba a GOCE után már nem igazán lehet fejlődni.

A vízszintes felbontást nagymértékben lerontja a lefelé folytatás. A műhold magasságában jó felbontású észlelések óhatatlanul összemosnak sok, a Föld felszínén látható részletet. A jobb rálátás végett a repülési magasságot kellene csökkenteni. Műholdként ez már nem nagyon csökkenthető tovább, már a GOCE 250 km-es magasságon tartása is komoly kihívás és rengeteg pénzbe kerül. Idővel (és pénzzel) teret nyerhetnek a légi gravimetriai megoldások — immár nem passzív próbatestekből, hanem önmeghajtású repülő objektumokból, repülőgépekből információt nyerve. A repülőgépeken végzett mérések egyre szebb egyezéseket mutatnak az ismert gravitációs térrel, mégis ezeknek az eredményeknek értékelhetőségét többen vitatják. A repülőgépes mérések alapelve megegyezik a műholdas mérésekével (a nem-konzervatív erőket gyorsulásmérővel mérik), csak ebben az esetben a nem-konzervatív erők legnagyobb részét a repülőgép motorja szolgáltatja. A motoros repülés miatt a zaj nagyságrendekkel nagyobb, mint maga a jel — a gravitációs erő hatását a mérésekből úgy kell elővarázsolni. Többek szerint a légi gravimetria minden tetszetős eredménye kétségbe vonható, mivel azok jelentősen függnek a feldolgozás során alkalmazott matematikai módszerektől, amivel a zajban a halk jelet próbálják megtalálni.

HIVATKOZÁSOK

FÖLDVÁRY L., FUKUDA Y. 2002: On the Effects of the Atmospheric Correction of the GRACE Measurements for Studies of Oceanography. Periodica Polytechnica **46**, 2

GERLACH Ch., FÖLDVÁRY L., SVEHLA D., GRUBER Th., WERMUTH M., ROTHACHER M., RUMMEL R., SNEEUW N., FROMMKNECHT B., PETERS Th., STEIGENBERGER P. 2003: A CHAMP-only Gravity Field Model from Kinematic Orbits Using the Energy Integral. Geophysical Research Letters **30**, 20, 2037, doi: 10.1029/2003GL018025

JEKELI Ch. 1999: The Determination of Graviational Potential Differences from Satellite-to-Satellite Tracking. Celestial Mechanics and Dynamical Astronomy **75**, p. 85–101

JEKELI Ch., RAPP R. H. 1980: Accuracy of the Determination of Mean Anomalies and Mean Geoid Undulations from a Satellite Gravity Mapping Mission. Report No. 307, Department of Geodetic Science, Ohio State University, Columbus

REIGBER Ch., SCHWINTZER P., LÜHR H. 1999: The CHAMP Geopotential Mission. Proceedings of the Second Joint Meeting of the International Gravity and the International Geoid Comission (*Eds*: I. MARSON and H. SÜNKEL). Trieste, 7–12 September 1998, Bollettino di Geofisica Teoretica ed Applicata **40**, 3-4, p. 285–289

RUMMEL R. 2002: Gravitációs gradiometria: Eötvös Lorándtól a modern űrkorszakig. Magyar Geofizika **43**, 4

TAPLEY B. D., BETTADPUR S., RIES J. C., THOMPSON P. F., WATKINS M. M. 2004: GRACE Measurements of Mass Variabilty in the Earth System. Science **305**

THOMAS J. B. 1999: An Analysis of Gravity Field Estimation Based on Intersatellite Dual-1-Way Biased Ranging. JPL Publications. **98**, 15

TSCHERNING C. C., ARABELOS D., STRYKOWSKI G. 2001: The 1 cm geoid after GOCE. Gravity, Geoid and Geodynamics 2000 (*Ed.*: M. G. SIDERIS). IAG Symposia **123**, p. 267–270, Springer Verlag

VISSER P. N. A. M., RUMMEL R., BALMINO G., SÜNKEL H., JOHANNESSEN J., AGUIRRE M., WOODWORTH P. L., LE PROVOST C., TSCHERNING C. C., SABADINI R. 2002: The European Earth Explorer Mission GOCE: Impact for the Geosciences, Ice Sheets, Sea Level and the Dynamic Earth. Geodynamics Series **29**, American Geophysical Union, p. 95–107

WAHR J., SWENSON S., ZLOTNICKI V., VELICOGNA I. 2004: Time-variable Gravity from GRACE: First Results. Geophysical Research Letters **13**, L11501, doi: 10.1029/2004GL019779